

# ANALISA KONDUKTIVITAS HIDROLIKA PADA SISTEM AKUIFER

Juandi M.<sup>1</sup>, Adrianto Ahmad<sup>2</sup>, Muhammad Edisar<sup>1</sup>, Syamsulduha<sup>3</sup>

1. Jurusan Fisika FMIPA UR, 2. Fakultas Teknik UR, 3. Jurusan Matematika FMIPA UR  
Kampus Bina Widya Sp. Baru Pekanbaru 28293

## ABSTRAK

Hasil penelitian telah diperoleh bahwa ada empat lapisan penyusun akuifer bebas yang ditemukan berdasarkan data geolistrik dengan urutan litologinya adalah tanah penutup, pasir, clay dan lempung. Ketebalan lapisan yang diperoleh berdasarkan data geolistrik berturut – turut adalah 10 m, 2,5 m, 1 m dan 1 m. Parameter akuifer bebas dalam hal ini konduktivitas hydraulic rata – rata sistem akuifer yang diteliti adalah sebesar 0,795 m/hari. Nilai konduktivitas hydraulic rata-rata ini merupakan factor untuk melihat kondisi keberlanjutan suatu akuifer bawah tanah.

**Kata kunci :** Resistivitas, konduktivitas hidrolika, akuifer

## PENDAHULUAN

Konduktivitas hidrolika adalah satu parameter akuifer yang menyusun system cekungan air bawah tanah. Parameter akuifer ini bersifat alamiah, yaitu :sangat tergantung pada jenis litologi penyusun akuifer itu sendiri, dan boleh saja berbeda untuk daerah yang berbeda. Parameter akuifer ini sangat menentukan keberlanjutan air bawah tanah di suatu daerah (Hutasoit, 2009). Konduktivitas hidrolika dapat ditentukan dengan menggunakan metoda geolistrik (Todd, 1980).

Metoda geolistrik adalah salah satu metoda eksplorasi dalam bidang geofisika yang berkembang dengan memanfaatkan sifat kelistrikan dari lapisan bumi yang dikenal dengan sebutan metoda geolistrik. Metoda geolistrik terdiri dan beberapa jenis, di antaranya metoda polarisasi imbas

(induce polarization), metoda potensial diri (self potential) dan metoda geolistrik tahanan jenis (resistivity). Metoda geolistrik menerapkan konsep dasar resistivitas sekaligus merupakan metoda yang bersifat dinamik (aktif), karena menggunakan gangguan aktif berupa injeksi arus yang dipancarkan ke bawah permukaan bumi.

Metode geolistrik tahanan jenis merupakan salah satu metode geofisika yang sangat populer dan sering digunakan baik dalam survey geologi maupun eksplorasi. Hal ini disebabkan karena metode geolistrik (tahanan jenis) sangat bagus untuk mengetahui kondisi atau struktur geologi bawah permukaan berdasarkan variasi tahanan jenis batuanannya. Kondisi litologi bawah permukaan bumi dapat di identifikasikan

berdasarkan sifat-sifat tahanan jenis (resistivitas) batuanya. Adapun identifikasi sifat resistivitas batuan dibawah permukaan bumi ini meliputi, pendeteksian besarnya potensial listrik dan arus listrik yang mengalir di dalam bumi baik secara alamiah (metoda pasif) maupun akibat injeksi arus kedalam bumi (metoda aktif). (**Telford, 1976**).

Terdapat beberapa pengaturan susunan elektroda dalam pengukuran tahanan jenis pada metode geolistrik. Penulis tertarik untuk menggunakan metode tahanan jenis dengan susunan elektroda Schlumberger karena susunan elektroda Schlumberger memiliki keunggulan yaitu ketelitian pembacaan tegangan pada elektroda potensial lebih baik dengan angka yang relatif besar karena elektroda potensial yang relatif dekat dengan elektroda arus. Menurut Burger (**2006**) kelebihan susunan elektroda Schlumberger adalah dengan lebar spasi elektroda potensial yang besar maka tidak memerlukan peralatan yang sensitif.

Pengukuran dengan menggunakan metode tahanan jenis bertujuan untuk memperoleh struktur tahanan jenis (resistivitas) bumi. Dari struktur resistivitas bumi, akan dianalisa dan diinterpretasikan struktur litologi bawah permukaan bumi, karena setiap lapisan mempunyai nilai resistivitas dan ketebalan

tertentu. Struktur resistivitas memberikan kontribusi terhadap struktur litologi disuatu daerah secara terperinci, hal ini sangat bermanfaat untuk memberikan informasi mengenai konduktivitas hidrolika pada sistim akuifer yang dapat dimanfaatkan untuk melihat potensi sumber daya air bawah tanah.

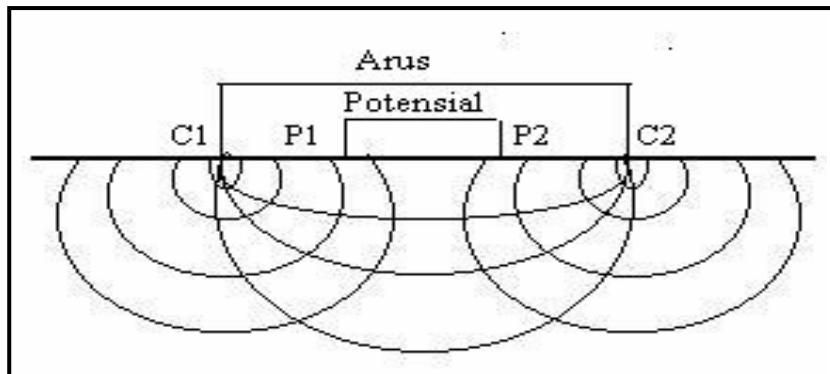
Konduktivitas hidrolika merupakan salah satu parameter akuifer yang sangat berperan untuk menjamin keberlanjutan potensi air bawah tanah, sekaligus merupakan salah satu indikator baik – buruknya lingkungan dapat ditentukan oleh factor konduktivitas hidrolika. Oleh karena konduktivitas hidrolika merupakan salah satu parameter penting untuk menjawab kondisi lingkungan air bawah tanah, maka pertanyaannya adalah bagaimana cara untuk menentukan konduktivitas hidrolika Sistim Akuifer bawah permukaan bumi ? maka perlu dilakukan penelitian ini untuk menjawab permasalahan tersebut.

Tujuan yang ingin dicapai dalam penelitian ini adalah untuk menentukan konduktivitas hidrolika sistim akuifer bawah permukaan bumi dengan menggunakan prinsip dasar resistivitas. kontribusi penelitian yang dilakukan ini adalah : Pengembangan ilmu pengetahuan, memberikan kontribusi pada ilmu pengetahuan khususnya penerapan konsep

dasar resistivitas guna penyelidikan konduktivitas hidrolika pada sistim akuifer.

Pengukuran resistivitas dilakukan dengan menginjeksikan arus listrik ke dalam bumi melalui dua elektroda arus sehingga

menimbulkan beda potensial, dan beda potensial yang terjadi diukur melalui dua elektroda potensial. Metode ini lebih efektif dan cocok di gunakan untuk eksplorasi yang sifatnya dangkal, jarang memberikan informasi lapisan di kedalaman lebih dari 1000 kaki atau 1500 kaki (Santoso,2002).



**Gambar 1.** Metode Pengukuran Resistivitas.

Secara umum bumi sebagai medium homogen isotropis, dengan perlakuan medan listrik dari sumber titik di dalam bumi merupakan simetri bola .

Ekuipotensial di setiap titik di dalam bumi membentuk permukaan bola dengan jari-jari  $r$ . Arus listrik yang diinjeksikan melalui elektroda arus  $C$  mengalir keluar bola secara radial ke segala arah sebesar (Keller,1979):

$$I = 4\pi r^2 J = -4\pi r^2 \sigma \frac{dV}{dr}$$

$$I = -4\pi \sigma A \dots\dots\dots(1)$$

Dimana :

$J$  = Rapat arus (Amper/m<sup>2</sup>)

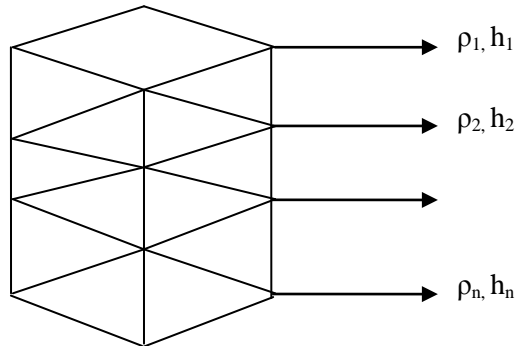
$\sigma$  = Konduktivitas (1/ohm-m)

$$A = \text{Luas permukaan (m}^2\text{)}$$

Metode geolistrik (tahanan jenis) sangat bagus untuk mengetahui kondisi atau struktur geologi bawah permukaan berdasarkan variasi tahanan jenis batuanannya. Kondisi litologi bawah permukaan bumi dapat di identifikasikan berdasarkan sifat-sifat tahanan jenis (resistivitas) batuanannya. (Telford, 1976). Penampang geolistrik yang ideal dapat dinyatakan dengan susunan lapisan yang tersusun secara horizontal dengan ketebalan yang dianggap sama di semua bagian.

Pada gambar 2 menunjukkan bahwa penampang geolistrik terdiri dari beberapa lapisan tanah sebanyak  $n$ , yaitu dengan ketebalan tanah masing-masing  $h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$

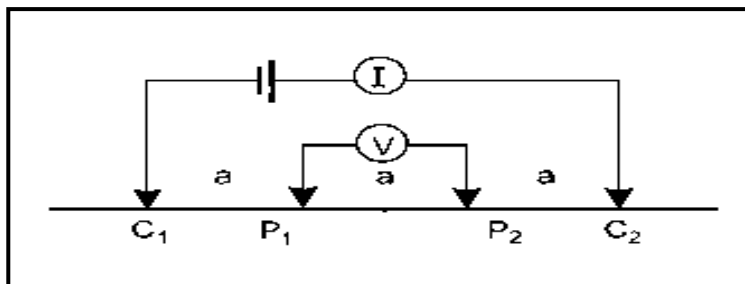
dan resistivitas jenis tanah ditunjukkan oleh  $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \dots, \rho_n$ .



**Gambar 2.** Penampang Geolistrik

Metode tahanan jenis yang dipakai dalam penelitian ini adalah susunan elektroda Wenner, karena susunan elektroda Wenner memiliki keunggulan yaitu ketelitian pembacaan tegangan pada elektroda potensial lebih baik dengan angka yang relatif besar

karena elektroda potensial yang relatif dekat dengan elektroda arus. Menurut Burger (2006) kelebihan susunan elektroda Wenner adalah dengan lebar spasi elektroda potensial yang besar maka tidak memerlukan peralatan yang sensitif.



**Gambar 3.** Susunan Elektroda Konfigurasi Wenner

Dua buah elektroda potensial (P1 dan P2) dihubungkan dengan peralatan Resistivitymeter yang berfungsi mengukur beda potensial yang terjadi di permukaan

bumi. Beda potensial yang terukur ( $\Delta V$ ) akibat adanya perbedaan nilai resistivitas medium batuan bawah permukaan dapat digunakan untuk menghitung nilai

resistivitas semu dari medium batuan ( $\rho_a$ ) dengan persamaan berikut (Srijatno,1981):

$$\rho_a = 2\pi \frac{\Delta V}{I} \left[ \frac{1}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)} \right] \dots\dots\dots(2)$$

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots(3)$$

Sehingga persamaan untuk menentukan nilai K (faktor geometri dari konfigurasi elektroda) dapat diketahui yaitu:

$$k = \left[ \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)} \right] \dots\dots\dots(4)$$

Dimana:

$r_1$  = Jarak C1 ke P1 = a

$r_4$  = Jarak P2 ke C2 = a

$r_2$  = Jarak P1 ke C2 = 2a

$r_3$  = Jarak C1 ke P2 = 2a

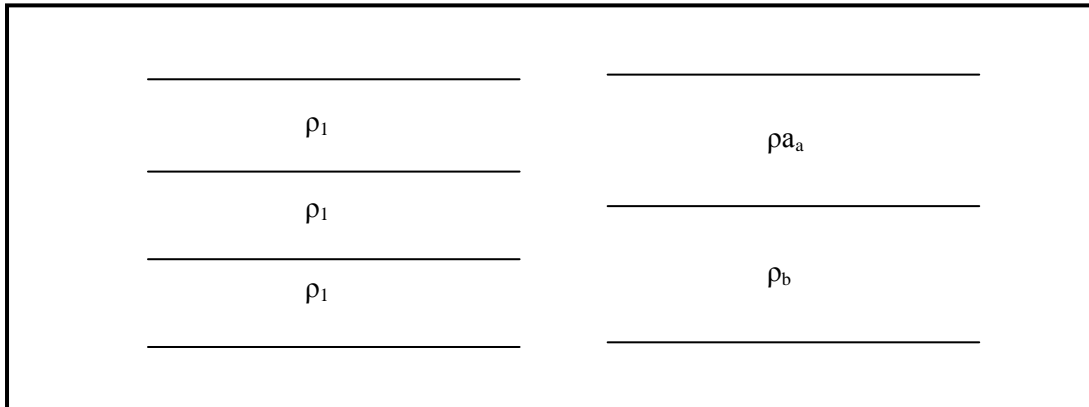
a = Jarak spasi elektroda (m)

$\Delta V$  = Beda potensial yang terukur (volt)

I = Kuat arus listrik yang diinjeksikan (amper)

Bumi diasumsikan memiliki sifat homogen isotropis, dengan asumsi ini harga resistivitas yang diperoleh dari pengukuran merupakan harga resistivitas yang sebenarnya. Namun pada kenyataannya bumi merupakan lapisan-lapisan dengan harga resistivitas yang berbeda-beda, sehingga harga potensial yang

diperoleh adalah pengaruh dari lapisan-lapisan tersebut. Resistivitas yang diperoleh dari pengukuran dipermukaan bumi bukan harga resistivitas yang sebenarnya, tetapi harga rata-rata resistivitas lapisan dibawah permukaan. Resistivitas ini disebut resistivitas semu (Loke, 2004).



**Gambar 4.** Asumsi Lapisan Resistivitas Semu di Bumi.

Faktor–Faktor Geologi yang Menentukan Resistivitas Batuan adalah (Noer Aziz,2000):

1. Asal–usul Batuan.

Batuan beku biasanya memiliki harga resistivitas paling tinggi sedangkan batuan sedimen umumnya memiliki harga konduktivitas yang tinggi karena pengaruh porositas dan kandungan fluida pada pori-porinya.

2. Umur Batuan.

Batuan dengan umur lebih tua memiliki resistivitas lebih besar dibandingkan dengan batuan dari jenis yang sama tapi berumur lebih muda. Batuan lebih tua telah lebih lama mengalami proses mineralisasi dan kompaksi sehingga porositasnya menurun.

3. Tekstur Batuan.

Ukuran butiran-butiran yang menyusun formasi batuan, yang mempengaruhi porositasnya.

4. Proses Geologi.

Proses geologi yang dialami suatu formasi batuan juga mempengaruhi resistivitas batuannya.

Secara umum berdasarkan harga resistivitas listriknya, batuan dan mineral dapat dikelompokkan menjadi tiga , yaitu (Reynold,1995) :

- Konduktor baik :  $10^{-8} < \rho < 1\Omega\text{m}$
- Konduktor pertengahan :  $1 < \rho < 10^7 \Omega\text{m}$
- Isolator :  $\rho > 10^7 \Omega\text{m}$

Tabel 1. Menunjukkan variasi resistivitas material bumi yang umum dijumpai sebagai berikut:

**Tabel 1 .** Harga Tahanan Jenis Beberapa Litologi Batuan (Astier, 1971).

No	Batuan	Tahanan Jenis (ohm meter)
1.	Pasir dan Kerikil	1000-10000
2.	Pasir dan kerikil terendam airtawar	50-500
3.	Pasir dan kerikil terendam air laut	0,5-5
4.	Lempung	2-20
5.	Marl	20-100
6.	Batu gamping	300-10000
7.	Batu pasir berlempung	50-300
8.	Batu pasir berkwarza	300-10000
9.	Tuv vulkanik	20-100
10.	Lava	300-10000
11.	Skis gravit	0,5-5
12.	Skis berlempung	100-300
13.	Skis tak lapuk	300-3000
14.	Gneis, Granit lapuk	100-1000
15.	Gneis, Granit tak lapuk	1000-10000

#### **METODE PENELITIAN**


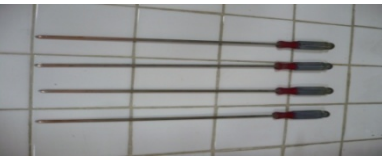


Metode yang dilakukan dalam penelitian ini adalah eksperimen lapangan. Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data geolistrik hasil pengukuran

langsung menggunakan konfigurasi elektroda Schlumberger.

#### **Peralatan.**

Peralatan untuk pengukuran di lapangan diberikan pada Tabel 2.

Tabel 2. Peralatan lapangan untuk pengukuran tahanan jenis

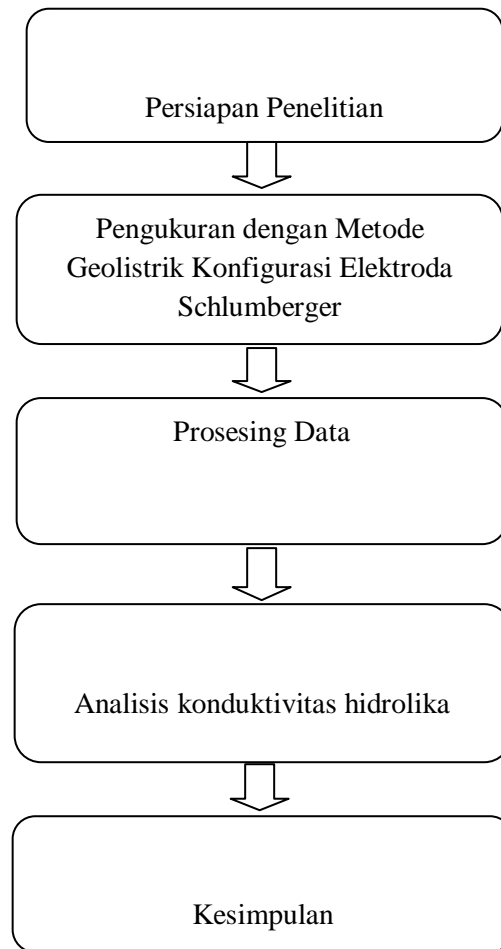
NO	NAMA ALAT	GAMBAR
1.	Instruments Geolistrik merk NANIURA model NRD 300 HF.	
2.	2 buah elektroda arus dan 2 buah elektroda potensial.	
3.	Accu 12 V.	
4.	4 roll kabel.	
5.	1 buah meteran.	-
6.	Kamera digital.	-
7.	Lembar kerja.	-

Peralatan untuk pengolahan data di laboratorium adalah satu unit computer, perangkat lunak (software) Microsoft Excel Versi 2007, perangkat

lunak (software) Notepad Versi 2007, perangkat lunak (software) Res2Dinv dan buku catatan serta alat tulis.



**Diagram Alur Penelitian Untuk Menentukan Konduktivitas Hidrolika Pada Sistem Akuifer.**



**Gambar 5.** Diagram alur untuk menentukan konduktivitas hidrolika

**Prosedur Penelitian.**

1. Pengukuran di Lapangan, menggunakan konfigurasi elektroda Schlumberger

Adapun prosedur pengukuran geolistrik adalah sebagai berikut :

- a) Persiapan daerah yang akan diukur yaitu menentukan lintasan pengukuran.
- b) Menyusun rangkaian alat resistivity meter untuk

konfigurasi Schlumberger serta mengatur jarak spasi elektroda yang digunakan yaitu 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21...dst.

- c) Mengaktifkan resistivity meter, lalu mengalirkan arus listrik ke medium tanah.
- d) Mencatat arus listrik yang mengalir (I) dan beda

- potensial (V) antar dua titik elektroda.
- e) Melakukan pengukuran seperti pada langkah b-c dan seterusnya.
  - f) Dari data hasil pengukuran selanjutnya dilakukan perhitungan untuk menentukan nilai resistivitas semu.
2. Pengolahan Data.
- Perhitungan nilai resistivitas semu dilakukan dengan menggunakan program Microsoft Excel 2007. Data hasil pengolahan tersebut berupa nilai resistivitas semu,  $m$  dan  $x$  dan spasi elektroda dibuka menggunakan program Notepad 2007 dan disimpan dalam bentuk .DAT. Selanjutnya data .DAT diolah dengan menggunakan program VES. Berdasarkan hasil program VES akan diperoleh profil distribusi nilai resistivitas bawah permukaan bumi.
3. Interpretasi Data.
- Hasil pengolahan dari program VES yaitu berupa profil distribusi

nilai resistivitas bawah permukaan bumi, berdasarkan sebaran nilai resistivitas bawah permukaan bumi tersebut maka dapat dilakukan interpretasi dan klasifikasi dari perbedaan nilai resistivitasnya untuk menentukan struktur litologi bawah permukaan bumi. Lapisan atau material bumi memiliki nilai resistivitas dan ketebalan tertentu, selanjutnya dapat ditentukan konduktivitas hidrolika pada sistem akuifer.

## **HASIL DAN PEMBAHASAN**

### **Hasil**

Sebaran resistivitas daerah penelitian diberikan pada Tabel di lampiran 1. Berdasarkan Tabel pada lampiran 1 menunjukkan bahwa nilai sebaran resistivitas bervariasi hal itu menunjukkan bahwa lapisan bawah permukaan bumi tidak homogen. Berikut ini disajikan hasil pengukuran resistivitas yang diambil adalah nilai minimum, rata-rata dan nilai maksimumnya.

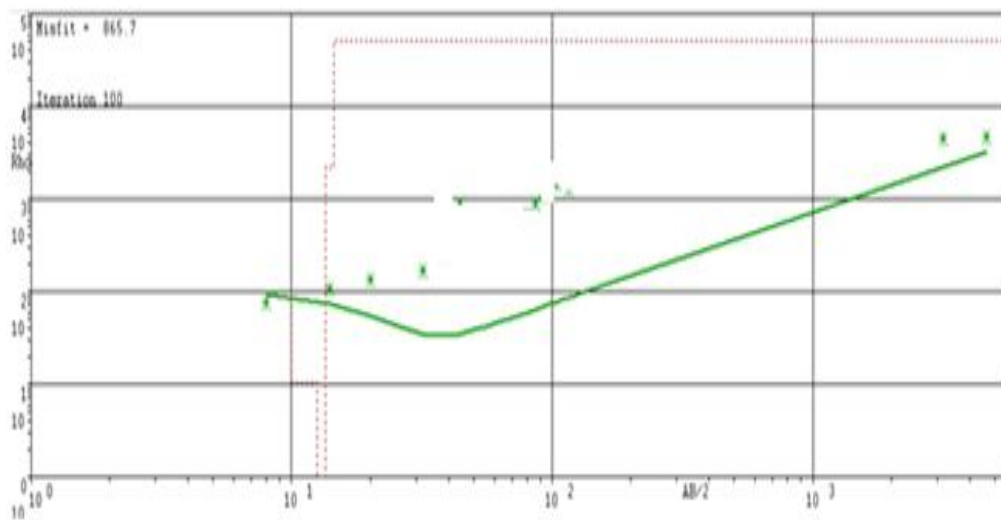
Tabel 3. Nilai resistivitas sebenarnya minimum, maksimum dan rata – rata daerah penelitian.

No	Minimum (Ohm.m)	Maksimum (Ohm.m)	Rata – rata (Ohm.m)
1.	10,2	2198,6	1104,4

## Analisa

### Litologi

Hasil interpretasi dari program VES daerah penelitian dapat dilihat pada Gambar 6.



Gambar 6 menunjukkan litologi yang terdapat di daerah penelitian

Berdasarkan Gambar 6. sebaran resistivitas telah dapat diinterpretasikan bahwa pada lapisan pertama merupakan Litologi tanah penutup dengan harga resistivitas 100 Ohm.m Lapisan kedua dengan Litologi pasir memiliki nilai resistivitas sebesar 10,2 Ohm.m dan diinterpretasikan sebagai lapisan akuifer bebas dengan ketebalan 2,5 m. Lapisan ketiga merupakan Litologi Clay dengan

harga resistivitas sebesar 1 Ohm.m merupakan lapisan impermeable. Lapisan keempat dengan litologi lempung dengan resistivitas 2198,6 Ohm.m yang merupakan lapisan impermeable.

### Parameter akuifer Konduktivitas hidrolik

Analisis keberlanjutan akuifer bebas ditentukan oleh nilai parameter

*akuifer* bebas atau besaran fisis yang berhubungan dengan karakteristik *akuifer* memegang peranan penting untuk menentukan kondisi air *akuifer* bebas di suatu wilayah.

Adapun parameter *akuifer* bebas yang dianalisa dalam penelitian adalah :

*konduktivitas* hidrolik (m/hari) yang nilainya dapat ditentukan berdasarkan harga litologi daerah penelitian seperti ditunjukkan pada Tabel 4. Berdasarkan Tabel 4. bahwa nilai konduktivitas daerah penelitian rata-rata sebesar 0,795 m/hari.

Tabel 4. Hasil konduktivitas hidrolik daerah penelitian

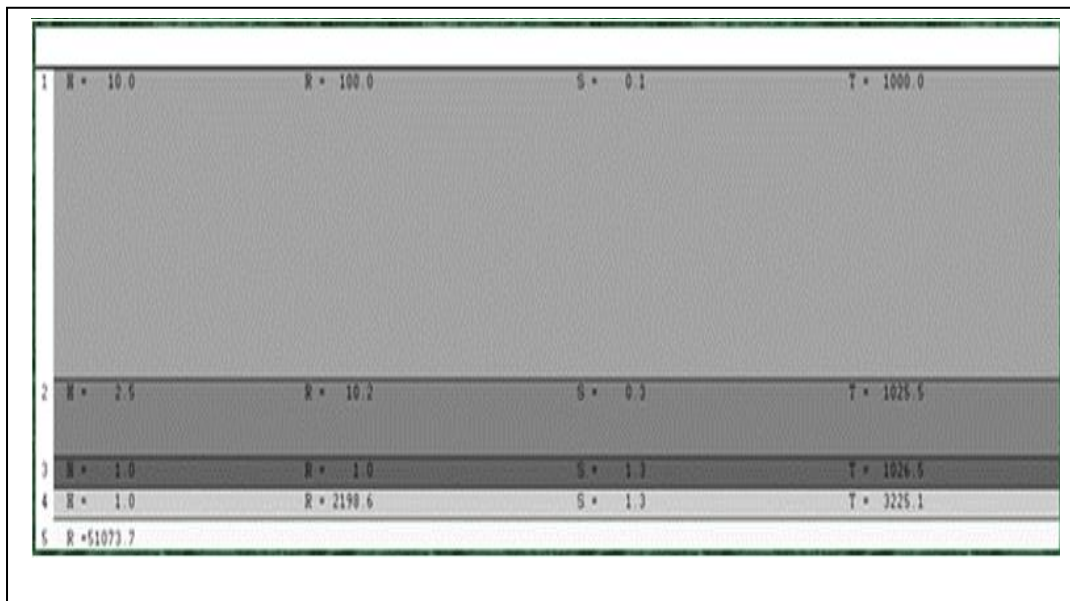
Tahanan jenis (Ohm.meter)	Konduktivitas hidrolik (m/hari)
100	0,0002
10,2	3,1
1	0,08
2198,6	0,0002
Jumlah	3,18
Rata-rata	0,795

### Model Lapisan Sistem Akuifer

Model lapisan sistem akuifer yang dapat menangkap dan meloloskan air dibentuk berdasarkan litologinya yang menunjukkan adanya akuifer bebas dapat dilihat pada Gambar 7.

Gambar 7. menunjukkan akuifer bebas atau akuifer tidak tertekan (*Unconfined Aquifer*) tertutup lapisan *impermeable*, dan merupakan akuifer yang mempunyai muka air tanah dengan litologi pasir yang memiliki ketebalan 2,5 meter ditandai dengan nilai resistivitas 10,2 Ohm.meter berada pada lapisan kedua dari

model. *Unconfined Aquifer* adalah akuifer jenuh air (*saturated*). Lapisan pembatasnya yang merupakan *aquitard* yang terdiri dari tanah penutup dengan ketebalan 10 meter yang ditandai dengan resistivitas 100 Ohm.meter dan pada bagian bawahnya terdapat lapisan *impermeable* dengan litologi clay memiliki ketebalan 1 meter dengan resistivitas 1 Ohm.meter. Permukaan air tanah bebas adalah batas antara zone yang jenuh dengan air tanah dan zone yang aerasi (tak jenuh) di atas zone yang jenuh disebut juga sebagai *phriatic aquifer, non artesian aquifer* atau *free aquifer*.



Gambar 7. Model lapisan sistim akuifer bebas daerah penelitian.

## KESIMPULAN

Berdasarkan hasil penelitian dapat diambil kesimpulan sebagai berikut :

1. Ada empat lapisan penyusun akuifer bebas yang ditemukan berdasarkan data geolistrik dengan urutan litologinya adalah tanah penutup, pasir, clay dan lempung.
2. Ketebalan lapisan yang diperoleh berdasarkan data geolistrik berturut – turut adalah 10 m, 2,5 m, 1 m dan 1 m.
3. Parameter akuifer bebas dalam hal ini konduktivitas hidraulik rata – rata sistim akuifer yang diteliti adalah sebesar 0,795 m/hari.

## DAFTAR PUSTAKA

- Astier, J.L. 1971. **Geophysique Appliquee al Hydrogeologi**, Masson & Cie, Editeur Paris.
- Burger . 2006. Keunggulan Konfigurasi Wenner,  
<http://digilib.its.ac.id/public/ITS-underground>
- Hutasoit, L.M, 2009. Kondisi Permukaan Ar Tanah dengan dan Tanpa Peresapan Buatan di Daerah Bandung, Jurnal Geology Indonesia. 01.4, No.3, P.177-188.

Keller, 1979. **Principle of Geophysics**,  
Edisi Pertama, Chapman and Hall  
London.

Loke, M.H. 2004. Tutorial : 2D and 3D  
Electrical Survey,  
<http://www.geoelectrical.com>.

Noer Aziz, 2000, **Geologi Fisik**. Penerbit  
ITB, Bandung.

Reynold, J.M, 1995. **An Introduction to  
Applied and Enviromental  
Geophysics**, John Willey & Sons  
Ltd, New York.

Santoso, Djoko, 2002. **Pengantar Teknik  
Geofisika**, Bandung: Departemen  
Teknik Geofisika ITB.

Srijatno, 1981. **Geofisika Terapan**,  
FMIPA-P3T-ITB, Bandung.

Telford, W.M. et-al, 1976. **Apllied  
Geophysics**, Combridge University Press,  
London

Todd. D.K, 1980, Groundwater hydrology,  
2<sup>nd</sup> ed John Wiley and sons  
Inc, New York

Ward, R.C, 1967. Principles of Hydrology,  
McGraw-Hill, Maidenhead, UK